

非饱和黄土重力势、基质势和温度势探讨

Gravitational potential, matrix suction and thermal potential of unsaturated loess soil

王铁行^{1,2}, 李 宁², 谢定义²

(1. 西安建筑科技大学 土木工程学院, 陕西 西安 710055; 2. 西安理工大学 岩土工程研究所, 陕西 西安 710048)

关键词: 黄土; 重力势; 基质势; 温度势; 非饱和土; 含水率

中图分类号: TU 444; U 416.1

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2004)05-0715-04

作者简介: 王铁行(1968-), 男, 西安建筑科技大学土木工程学院副教授, 从事岩土工程数值分析和水热问题研究。

0 前 言*

黄土地区路基、水利等工程项目大多处于浅层土体, 浅层土体基本上是非饱和的, 且大面积暴露于地表, 由于受到太阳辐射、蒸发、降水等因素的影响, 黄土中的温度和含水率均是变化的, 温度的变化可促使水分迁移使含水率发生变化, 含水率增大时不仅使黄土强度降低^[1~5], 而且加剧了冻融性, 阴阳坡等边界条件差异可引起土体含水率不均匀变化, 并可进一步引起变形差异, 这些常常导致一系列病害的发生, 为了保证工程安全, 应对黄土含水率分布随外界因素的变化过程进行研究。土体含水率变化是土中水分迁移的结果, 对暴露于地表的浅层一般黄土体而言, 土体水分迁移的动力来源于水势梯度, 水势主要包括重力势、基质势和温度势, 其中, 重力势目前按饱和土重力势考虑, 基质势依据土水特征曲线确定, 温度势尚缺乏可靠的表述关系式。由于温度对基质势有影响, 研究温度势必然涉及基质势随温度的变化, 这二者是密切相关的, 有必要进一步研究, 同时, 非饱和土重力势按饱和土重力势考虑经常得出与实际不符的结果。因此, 就非饱和黄土水势进行探讨, 对进行浅层黄土水分迁移的研究, 是非常有意义的, 本文就此问题进行探讨。

1 基质势和温度势

温度作用促使水分迁移的原因是多方面的, 既包含温度对基质吸力的影响, 也包含温度对水的黏滞性、水分子活跃度等物性方面的影响。因温度势是温度作用的反映, 基质势也随温度而变, 将二者分开考虑, 尚需作大量实验研究。本文将基质势和温度势作为一个整体, 通过实验对其进行探讨。采用热导仪进行实验, 它主要由加热器、冷却器、试样筒、温控系统和隔热护套组成。导热仪装置如图1示。将两个土样对称布置在主加热炉两侧, 土样厚度10 cm, 直径20 cm, 主加热炉产生的热量向两边土样平均传递, 为使加热面温度

分布均匀, 试样两侧各有匀温铜板紧贴, 另外在主加热炉周边有一辅助加热炉, 以保证加热量全部垂直炉面传递给土样。在土样的两侧各有测量表面温度的热电偶, 辅助加热炉匀温铜板上也装有测温热电偶, 一共有六点热电偶, 分别位于主炉中心上、主炉边上、边炉上、主炉中心下、主炉边下和边炉下。两侧用自来水冲刷冷却。

取不同密度、不同初始含水率土样进行水分迁移实验, 每个土样初始含水率是均布的。实验土样取自西安市南郊Q₃黄土层(马兰黄土)。实验时, 先将含水率均匀的土样装入试样筒, 土样两端维持不同的温度, 土样两端存在温差, 在温度梯度作用下, 土样中的水分将发生迁移现象, 水分迁移又影响温度分布, 因此, 在水分迁移过程中, 温度和水分布均是非稳态的, 需要不断地调节电压, 以保持端部温度的恒定, 一般在56 h后, 电压即保持稳定, 这预示着土中的温度和水分布均已呈稳定状态。在不同温度梯度作用下对不同密度和初始含水率土样进行实验, 水分分布稳定后共测试得到17个土样的含水率分布, 各个土样的温度梯度、密度和初始含水率是不同的。

从测试结果发现, 对于初始含水率均布的土样, 在两端施加温差后, 土样中的含水率分布发生明显变化, 冷端的含水率增大, 热端含水率减小, 变化稳定后的含水率分布是不均匀的, 近似成直线分布。在温度差作用下, 土样两端的含水率差与初始含水率, 土样密度和温度差值有关, 总的来说, 温度差越大, 土体密度越小, 水分迁移特征越明显, 土样两端含水率差越大。当初始含水率较大时, 土样饱和度较高, 温度差引起的含水率差较小; 当初始含水率较小时, 因土样含水率小, 温度差引起的含水率差值较小; 当初始含水率适中时, 温

* 基金项目: 陕西省自然科学基金资助项目(2001C28); 陕西省教育厅专项基金资助项目(02JK123)

收稿日期: 2003-12-08

度差引起的含水率差值较大。

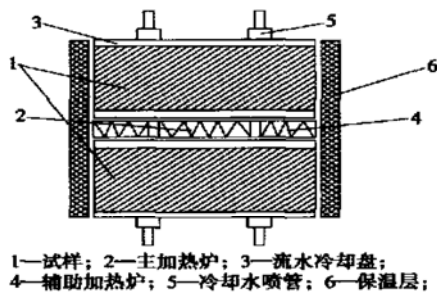


图1 水分迁移实验装置

Fig. 1 Measuring system for water transfer

对各土样实验结果进行分析,考虑温度梯度、初始含水率和干密度的影响,可得含水率达稳态分布时含水率梯度

$$\text{grad}w = -a(2 + \gamma_d)^b (\text{grad}T)^c, \quad (1)$$

式中 w 为含水率; T 为温度; a, b, c 为参数,是含水率的函数。

对于本文实验而言,实验终了时的温度场和水分场虽然是稳态的,但土样中仍然存在液态水和气态水的逆向迁移,根据非饱和土孔隙中的饱和蒸气压力和温度之间的关系^[6],气态水迁移使热端含水率减小,冷端含水率增大,热端含水率减小使吸力增大,冷端含水率增大使吸力减小,吸力失衡使液态水从冷端向热端迁移,液态水和气态水迁移量在实验终了时达到均衡,因此实验终了时水分的稳态分布实际上是由动态达到的稳态分布。此时分别确定各水势分量显然是困难的,此处将基质势和温度势作为一个整体进行探讨。因实验土样高度较小,不考虑重力势,土样总水势主要由基质势和温度势组成,实验终了时土样水分分布是稳态的,土样总水势沿土样长度方向应是相等的,否则水分分布将继续发生变化,此时总水势的绝对值大小是没有意义的,不妨取其值为零,总水势应是含水率、含水率梯度、温度梯度和密度的反映,参照式(1),基质势和温度势之和沿土样长度的分布为

$$\Psi = -a(2 + \gamma_d)^b (\text{grad}T)^c + \text{grad}w. \quad (2)$$

式(2)是依据水分和温度稳态分布的一维实验结果得到的经验公式,并不表示 Ψ 的绝对大小,但反映了影响水分迁移的各个主要因素,可用于非饱和土一维水分迁移的稳态分析。

对受基质势和温度势驱动的非饱和土一维水分迁移的稳态问题,当土体初始含水率分布已知,且入渗和蒸发水量已知,计算时先将一维土体分成 n 段,假定达到稳态分布时任意段(i 段)含水率为 w_i ,则存在 n 个未知数 w_i ($i = 1, 2, \dots, n$),因水分稳态分布时各段水势相等,按式(2)得到 $n-1$ 方程,再根据初始土体水量

与入渗和蒸发水量之和等于稳态分布时水量,补充一个水量平衡方程,即可通过解 n 个方程得到水分稳态分布时的含水率分布。

2 重力势

目前在非饱和土水分迁移研究中,非饱和土重力势沿饱和土重力势的确定方法,按下式确定

$$\Psi_g = h \cdot g, \quad (3)$$

式中 h 为位置水头。

在黄土旱塬地区,大量挖探作业表明,在相当大的深度范围内,土体含水率随深度变化很小。例如贮水窖深度二十多米,但除表层土外,土体含水率、温度随深度变化很小,若按式(3)确定重力势,则上下土体应有超过 200 kPa 基质吸力之差与其相平衡,这在含水率变化较小情况下显然是不可能的。因此,本文认为,式(3)适用于确定饱和土的重力势,直接将其用于非饱和土是欠妥的,有必要探讨非饱和土中重力势的确定方法。

土体中的水包括强结合水、弱结合水和自由水。当非饱和土中有较多自由水接近饱和时,土体中气相体积主要是封闭气体,自由水连通性较好,受重力作用可以自由流动,此时按式(3)确定重力势是适宜的;当非饱和土中自由水较少时,土体中气相体积是连通的,随着饱和度的降低土中自由水连通性变差,自由水受到重力作用向下运动必须克服孔隙通道的阻碍作用,当饱和度降低到一定程度时,因自由水连通性变差及孔隙通道阻力的存在,重力将无法使水分运动,重力势应取为 0;当非饱和土中只存在强结合水和弱结合水时,因土颗粒对水的约束作用,不应考虑重力势作用。因此,应根据土体饱和度确定非饱和土中的重力势。

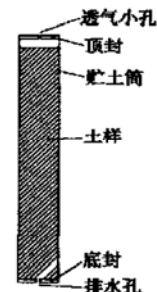


图2 实验装置

Fig. 2 Measuring system

当然,土体孔隙水受到重力作用是不容置疑的,在重力作用下,孔隙水理应由高处向低处迁移,但随着土体饱和度的降低,自由水连通性变差及孔隙通道阻力逐渐增强,削减了重力对孔隙水的驱动作用,直至重力不能驱动水分从高处向低处运动。因此,按饱和度确

定非饱和土中的重力势,并不是说重力势本身随饱和度和度发生了变化,而是由于孔隙水通道阻滞作用难以确定,出于实用意义,根据重力驱动水分迁移的效果,考虑孔隙水通道阻滞作用,对重力势按饱和度进行折减,否则直接按式(3)进行计算将得出不合理的结果。

基于上述分析,可以定义两个界限含水率 w_1 和 w_2 ,当土的含水率大于 w_1 时,因土中自由水较多,重力驱使水分迁移的结果和饱和土相同,重力势按式(3)确定;当土的含水率小于 w_2 时,因土中自由水较少,且连通性很差,重力驱使水分迁移无法实现,表现不出重力势使水分迁移的结果,重力势取为 0;当土的含水率处于 w_1 和 w_2 之间时,因自由水连通性变差及孔隙通道阻力作用,重力使水分迁移的结果不能用式(3)表达,重力势从含水率为 w_1 时的饱和土重力势数值递减至含水率为 w_2 时的零,如何递减尚需探讨。

首先对非饱和黄土含水率较高时重力势问题进行实验探讨。实验装置如图 2 所示,先将四周封闭圆筒底面密封,在底面留小孔,以便水能自由流出,然后将底面留小孔堵塞,在筒内分层装满土样至筒顶 5 cm,接着在土样顶面浇水至筒顶,若筒顶水面连续 2 h 不再下降,表示筒中土体已浸水准饱和,此时,在土样顶面浇水至筒顶,将筒顶密封,但留出一个很小的孔,以便气体自由出入并尽量避免蒸发,最后将筒底小孔打开,让土体水在重力作用下自由流出。观察筒底小孔出水情况,若连续 2 h 无水滴流出,表明自由水流动已基本结束,为慎重起见,再过一周,测试土样含水率随高度的变化。对黄土土样 1 和土样 2 的测试结果如图 3 所示。浸水准饱和后,在重力作用下,土中水不断流失形成图 4 所示含水率分布,当含水率高于图示含水率时,重力驱使水分流失也会形成此含水率分布,因此,实验结果反映了含水率高于此含水率的情况。

图 3 中黄土土样 1 和土样 2 的密度不同,土样 1 的密度大于土样 2 的密度。两个土样最终含水率随深度分布存在差异,但分布规律是相似的,土样上下两端含水率差均不大,变化幅度在 2%~2.3%,土样 1 上端含水率约为 24%,土样 2 上端含水率约为 26%,若能得到土样上下端因含水率差引起的基质吸力的差值,则将基质吸力的差值与土样上下端按式(3)确定的重力势之差相比较,若二者相等,表明此时应按式(3)计算重力势。参照有关文献[4]进行计算,得到基质吸力为 31, 25, 19 kPa 时对应含水率分别为 24.1%、25.7% 和 27.9%。对照土样 1 和土样 2 的含水率分布,可以发现,土样上下端基质吸力的差值与土样上下端按式(3)确定的重力势之差(6 kPa)基本上相等,因此,当土

样含水率较高时,重力势按式(3)确定是合理的。此处含水率较高在于给出一个限值,为前述 w_1 ,其数值受土体密度影响。

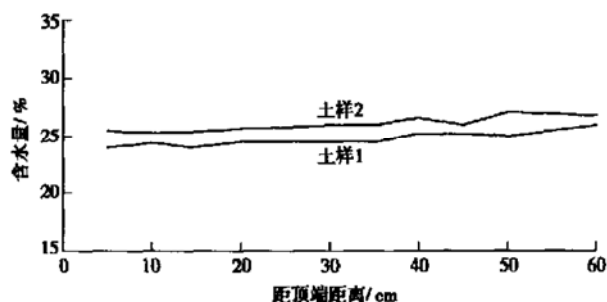


图 3 黄土土样含水率分布

Fig. 3 Water content distribution in soil sample

对非饱和黄土,含水率较低时,重力势问题难以通过室内实验探讨,主要因为含水率低时,基质吸力随含水率的变化梯度较大,室内试样尺寸较小,含水率和吸力的测量误差将掩盖重力势的作用。但可通过黄土旱塬地区大量的挖掘工程现场测试进行研究,例如挖窖作业再配以测试工作,就是现场勘探作业。在渭北黄土旱塬地区,地下水位很深,动辄达上百米,埋深几十米很常见。对渭北旱塬丘陵区某地一个水窖的开挖作业进行跟踪考察,开挖深度 21 m,在此深度范围内,近地表浅层土属活动层,活动层含水率受气候影响变化较大,分析时考虑活动层下的土层,活动层下的土层含水率是长期形成的,可以认为是稳态的。开挖过程表明,在活动层下十几米深度范围内,土的含水率随深度变化很小,含水率在 18% 左右。因十几米深度范围内地温差别小,按含水率确定的土体基质势沿深度几乎是均布的,若考虑重力势将使总水势不平衡,从而不符合含水率稳态分布的特点,因此,当含水率小于 18% 时,进行水分迁移计算时可以不考虑重力势,亦即重力势取为零。活动层下土体含水率随深度变化很小的特征,经调查证明是渭北旱塬大量水窖开挖工程所形成的共识。

基于上述分析,结合现场认识及经验,建议近似按以下经验公式确定重力势

$$\Psi_g = \begin{cases} hg, & w > 25\%, \\ (14.3w - 2.57)hg, & 18\% < w \leq 25\%, \\ 0, & w < 18\%. \end{cases} \quad (5)$$

3 结 语

研究确定各水势分量是非饱和土水分迁移研究的一个核心问题,本文就此进行了探讨。通过实验探讨了基质势和温度势共同作用下的非饱和黄土水分迁移规律,依据水分和温度稳态分布的一维实验结果得到

了确定基质势和温度势之和的经验公式,适用于非饱和土一维水分迁移的稳态分析。针对非饱和土重力势按饱和土重力势考虑的不足,出于实用意义,根据重力驱动水分迁移的效果,考虑孔隙水通道阻滞作用对非饱和土重力势进行定性分析和测试研究,提出非饱和土重力势应根据土体饱和度确定,并就非饱和土重力势确定方法提出了建议。由于问题的复杂性,各水势分量的相互影响及量化问题等,尚需进一步深入细致的研究。

参考文献:

- [1] 谢定义. 试论我国黄土力学研究中的若干新趋势[J]. 岩土工程学报, 2001, **23**(1): 1– 13.
- [2] 陈正汉, 刘祖典. 黄土的湿陷变形机理[J]. 岩土工程学报, 1986, **8**(2): 1– 12.
- [3] 张苏民, 张 炜. 减湿和增湿时黄土的湿陷性[J]. 岩土工程学报, 1992, **14**(1): 57– 61.
- [4] 党进谦, 李 靖. 含水率对非饱和黄土强度的影响[J]. 西北农业大学学报, 1996, **24**(1): 56– 60.
- [5] 张伯平, 袁海智, 王 力. 含水率对黄土结构强度影响的定量分析[J]. 西北农业大学学报, 1994, **22**(1): 54– 60.
- [6] 王铁行, 赵树德. 非饱和土气态水迁移引起的含水率变化方程[J]. 中国公路学报, 2003, **16**(2): 18– 21.
- [7] 党进谦, 李 靖. 非饱和黄土含水量与基质吸力的关系[J]. 水土保持通报, 1995, **15**(4): 39– 42.

更 正

《岩土工程学报》2004 年第 2 期所载“圆弧滑动边坡反演设计的自适应神经模糊推理方法研究”一文(作者丁德馨, 张志军), 英文原题“Study on ANFIS-based approach for inverse design

of with circular failure surface sliding slopes”有误, 应改为“Study on ANFIS-based approach for inverse design of slopes with circular failure surface”。特此更正, 并向读者致歉!

(本刊编辑部)